

1. Wprowadzenie

Obszar Sudetów i bloku przedsudeckiego, pomimo swego niewątpliwie dużego potencjału geotermalnego (np. Dowgiałło, Fistek 2007), jest w obecnie pod tym względem - na tle innych obszarów Polski - słabo rozpoznany. Najważniejszą przyczyną tego stanu rzeczy jest odmienna od reszty Polski budowa jego podłoża, które w większości reprezentują różnego rodzaju skały krystaliczne, a te nie są wdzięcznym obiektem prac rozpoznawczych i dokumentujących zasoby wód podziemnych, zwłaszcza z natury trudnych do wyśledzenia i skwantyfikowania wód głębokiego krążenia i to – dodatkowo – charakteryzujących się wysoką temperaturą, odpowiednim chemizmem oraz występowaniem w ilościach ekonomicznie znaczących, a także w sytuacji geologicznej umożliwiającej ich efektywną eksploatację.

Wody termalne Dolnego Śląska mają w przewadze charakter wód szczelinowych i lokują się zazwyczaj w obrębie stromych i głębokich nieciągłości (stref) tektonicznych, reprezentowanych przez uskoki, strefy uskokowe i strefy znacznej koncentracji spękań skalnych (np. Dowgiałło 1976, 2001, 2002; Fistek & Fistek 2002), podczas gdy na innych terenach naszego kraju wody te występują zazwyczaj w rozległych, często słabo nachylonych kolektorach warstwowych, typowych dla obszarów o podłożu zbudowanym ze skał osadowych. Wspomniana odmienność i trudności metodyczne związane z poszukiwaniem i rozpoznawaniem potencjału geotermalnego w głębszych wód termalnych na obszarze Dolnego Śląska są jedną z głównych przyczyn zapóźnienia tego obszaru na tle pozostałych części Polski w realizacji oceny potencjału geotermalnego tego regionu, pomimo iż to tutaj właśnie od stuleci znane są i wykorzystywane powierzchniowe wystąpienia podziemnych wód termalnych (np. Cieplicach i Łądku Zdroju). Wśród wspomnianych nieciągłości tektonicznych w podłożu skalnym Dolnego Śląska, istotnych dla występowania w głębszych wód termalnych, najbardziej perspektywiczne są te strefy tektoniczne, które w niedawnej przeszłości geologicznej wykazywały aktywność tektoniczną (młode strefy tektoniczne). Dlatego realizowane przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy zadanie Państwowej Służby Geologicznej, którego I etap realizacji jest przedstawiony w tym opracowaniu, jest w swych w znacznej mierze skoncentrowane na rozpoznaniu różnorodnymi metodami geofizyczno-geologicznymi występowania i charakterystyki młodych stref tektonicznych.

Ponieważ metodyka poszukiwania termalnych wód szczelinowych w skałach krystalicznych oraz określania charakterystyki infiltrowanych przez nie szczelin nie jest jeszcze ani w Polsce ani w innych krajach wystarczająco rozwinięta i ugruntowana (nieco więcej o tym w rozdziale 1.4.1), jednym z istotnych celów realizowanego zadania pn. *„Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych, strukturalnych i termometrycznych”*, jest również testowanie przydatności w tym zakresie różnych metod geofizycznych i geologicznych w warunkach Dolnego Śląska. Tym samym, realizowane zadanie ma charakter niestandardowy i po części eksperymentalny.

Pod względem metodycznym, natomiast, przedstawiony w tym opracowaniu etap pierwszy zadania, stanowi efekt zastosowania metod głównie o charakterze geofizycznym, geochemicznym, geochronologicznym i strukturalnym, a nie hydrogeologicznym. Ten ostatni rodzaj metod będzie miał większe zastosowanie podczas realizacji kolejnych etapów zadania.

Ważnym celem pierwszego etapu zadania było gromadzenie różnorodnych danych geofizycznych i geologicznych celem ich wykorzystania podczas etapów dalszych, a zwłaszcza, ostatecznie, do przygotowania atlasu potencjalnych wglębnych zasobów geotermalnych Dolnego Śląska, przy użyciu również innych znaczących źródeł danych. Skoncentrowanie zadania na tytułowych „młodych strefach tektonicznych”, tj. uskokach, strefach uskokowych i strefach dużej koncentracji spękań (strefach spękaniaowych), które powstały lub wykazywały aktywność tektoniczną podczas młodszego kenozoiku, sprawia, że pierwszy etap zadania miał charakter głównie geologiczno-strukturalny, zbierając i dostarczając danych głównie geofizycznych i tektonicznych, które dopiero na dalszych etapach realizacji zadania służby geologicznej posłużą do wyciągnięcia dalej idących i szerszych wniosków natury hydrogeologicznej, mających bezpośrednie przełożenie na poszukiwanie i szacowanie potencjalnych zasobów wglębnych wód termalnych.

1.1. Uwarunkowania formalne

Przedsięwzięcie *„Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych, strukturalnych i termometrycznych –Etap 1”* zostało wykonane na podstawie umowy zawartej pomiędzy Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej a Państwowym Instytutem Geologicznym-Państwowym Instytutem Badawczym w Warszawie (Umowa nr 377/2015/Wn-07/FG-GO-DN/D z dnia 28.08.2015 r.) o dofinansowanie w formie dotacji. Czas realizacji prac obejmował okres 02.01.2014 – 31.12. 2017 roku. Zostało ono wykonane w ramach zadań Państwowej Służby

Geologicznej. Realizacja tematu prowadzona była przez zespół wykonawców z Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie oraz z Oddziału Dolnośląskiego we Wrocławiu, pod kierunkiem prof. dr. hab. Pawła Aleksandrowskiego.

1.2. Obszar badań

Obszar badań, o łącznej powierzchni około 14 000 km², zlokalizowany jest w południowo-zachodniej Polsce, w obrębie województw: dolnośląskiego i zach. części opolskiego (Fig. 1.2.1.). Pod względem geologicznym odpowiada on obszarowi bloków sudeckiego i przedsudeckiego (czyli łącznie: bloku dolnośląskiego), ograniczonemu od wschodu granicą z zapadliskiem górnośląskim, od zachodu i od południa granicą państwa, natomiast od północy - granicą z monokliną przedsudecką, przebiegającą wzdłuż szeroko rozumianej (por. Cymerman 2006, 2010) strefy uskokuwej środkowej Odry. Niektóre rejony

Tabela 1.2.1. Rejony badań wykonanych w ramach raportowanego etapu zadania PSG

	Nazwa rejonu badań
1	Opolno Zdrój
2	Szklarska Poręba-Kamienna
3	Przesieka
4	Podgórzyn
5	Stary Waliszów
6	Idzików
7	Wilkanów
8	Ławszowa
9	Tomaszów Bolesławiecki
10	Olszanica-Radziechów (Okmiany)
11	Męcinka
12	Myślubórz
13	Kłaczyna
14	Mokrzyszów
15	Ostroszowice
16	Srebrna Góra - Budzów
17	Mąkolno
18	Niemcza
19	Cieptowody
20	Grabin

21	Tułowice
22	Głuchów
23	Kępa

zrealizowanych badań wychodzą nieznacznie na północ poza powyżej nakreślone granice bloku dolnośląskiego, lokując się w strefie przykrawędziowej monokliny przedsudeckiej, a w planie głębszym – na południowym skraju bloku południow Wielkopolskiego (Żelaźniewicz, Aleksandrowski 2008; Żelaźniewicz i in. 2011). Badania skoncentrowano w ponad dwudziestu lokalnych rejonach (obszarach) badań, rozproszonych w częściach południowej i środkowej terytorium Dolnego Śląska oraz na zachodnim skraju Śląska Opolskiego (Fig. 1.2.1, Tabela 1.2.1) W dalszych częściach opracowania do całości obszaru badań stosowane są niekiedy nieformalne określenia, takie jak np. Sudety i ich przedpole, albo badany obszar Dolnego Śląska.

1.3. Wcześniejsze przedsięwzięcia jako punkt wyjścia do podjęcia opracowania

Dla obszaru Dolnego Śląska zostały w poprzedzających latach przygotowane 2 projekty prac geologicznych, dotyczące określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania w głębszych wód termalnych, przewidywanych do realizacji w ramach ówczynie planowanych, znacznie szerzej zakrojonych przedsięwzięć badawczych:

- *„Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze bloku karkonosko-izerskiego na podstawie kompleksowych badań i pogłębionej analizy danych geologicznych”* (Fig. 1.3.1), opracowany w r. 2006 przez konsorcjum Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych w Warszawie i Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu „Proxima” S.A. na zlecenie Ministerstwa Środowiska (dec. nr DGkdh-4790-6641-3/8499/07/MJ z dn. 04.10.2007; Projekt PBG i PG „Proxima” 2006, Grzegorzycy i Farbisz, 2006);



Fig. 1.3.1. Obszar projektowanych badań rejonu karkonosko-izerskiego (wg Projektu PBG i PG „Proxima” 2006).

- „Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim” (Fig. 1.3.1), opracowany w r. 2011 przez Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, na zlecenie Ministerstwa Środowiska (dec. DGiKGhg-4730-21/6846/44398/11/MJ z dn. 30.09.2011; Projekt OD PIG - PIB 2011); (Krawczyk i in. 2011).

Realizacja obu powyższych projektów miała doprowadzić do pozyskania danych umożliwiających przygotowanie atlasu perspektywicznych zasobów geotermalnych Dolnego Śląska, którego brak niekorzystnie odróżnia ten region Polski od pozostałych części kraju. Ponieważ jednak na realizację objętych obu projektami badań (w ramach ówczesnie planowanego do rozpoczęcia w r. 2013 zadania PSG pn. *Atlas zasobów wód i energii geotermalnej Sudetów i Przedgórz Sudeckiego*) nie uzyskano wystarczającego finansowania, zdecydowano się na przeprowadzenie części przewidzianych w nich prac – wraz z uzupełnieniem o badania geochronologiczne - w ramach rozłożonego na 3 etapy przedsięwzięcia „*Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych, strukturalnych i termometrycznych*”. Przedsięwzięcie to – przez

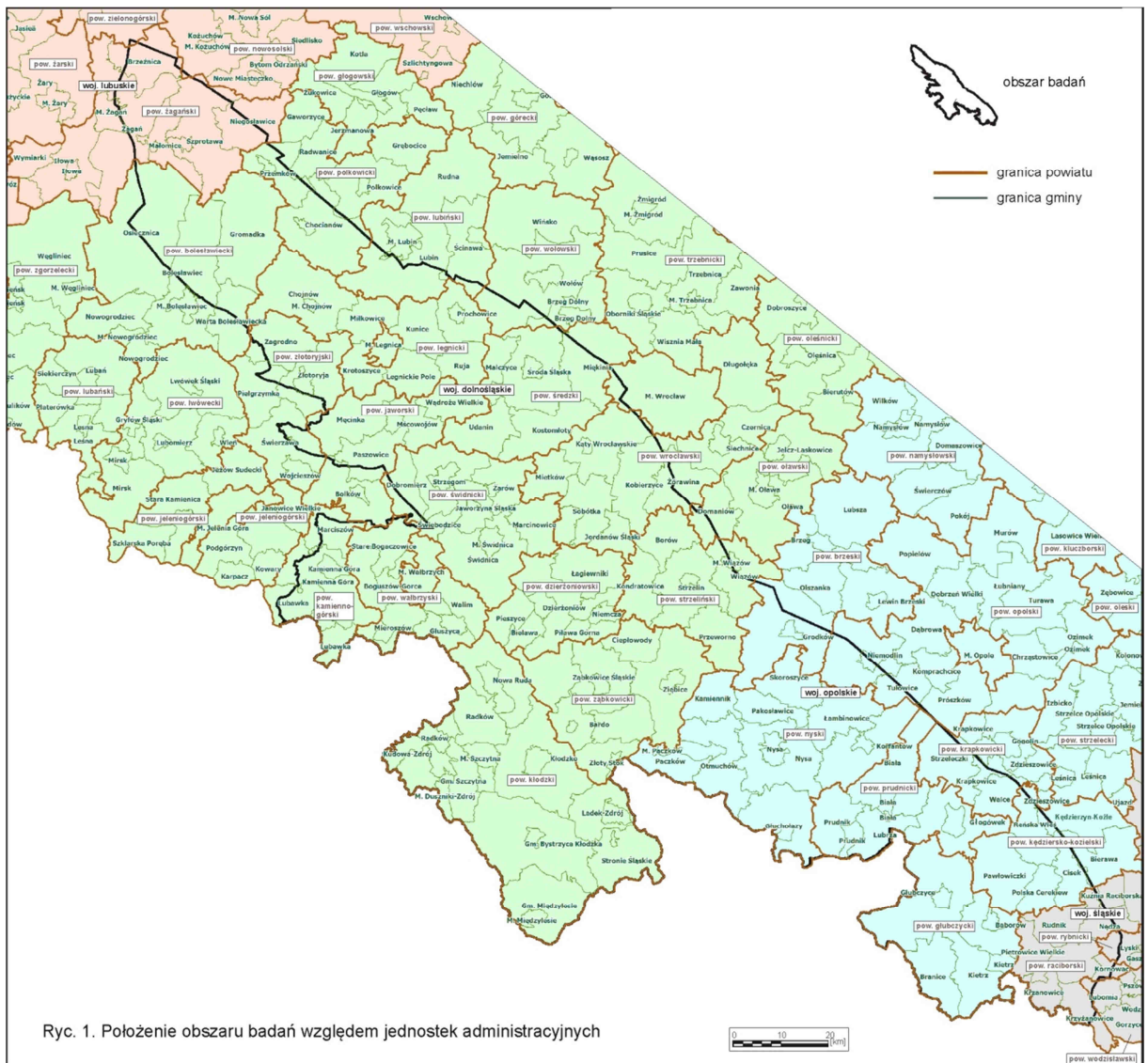


Fig. 1.3.2. Obszar projektowanych badań Sudetów Środkowych, Wschodnich i bloku przedsudeckiego (wg Projektu OD PIG – PIB 2011).

rozłożenie prac w czasie, a w szczególności przez rezygnację z wykonania szeregu odwiertów badawczych o głębokości kilkudziesięciu do kilkuset metrów oraz skupieniu się zasadniczo na jednej klasie obiektów badań, „młodych strefach tektonicznych” – zostało skalkulowane znacznie poniżej kosztów zaplanowanych na realizację w/w projektów. Ma ono więc z jednej strony węższy zakres prac, z drugiej lokalnie sięga dalej na północ, już poza geograficzny zasięg Przedgórzia Sudetów, choć wciąż pod względem geologicznym trzymający się regionu sudeckiego w sensie lokalizacji na bloku przedsudeckim (ew. z wyjątkiem dwóch rejonów badań zlokalizowanych na Wzgórzach Trzebnickich, które można traktować już jako położone nieco na północ od wgłębnych granic tego bloku). Przedsięwzięcie będące przedmiotem niniejszego opracowania dotyczy węższego zakresu obiektów badań w stosunku

do obu wcześniej wykonanych projektów, gdyż – jak już wspomniano – koncentruje się ono tylko na wybranych młodych strefach tektonicznych, a tam – przy większych nakładach – badane miały być również inne klasy obiektów geologicznych, np. wypełnienie basenów osadowych, ale też i stare, laramijskie, waryscyjskie i, ewentualnie, jeszcze starsze, strefy dyslokacyjne.

1.4. Cele, zakres i metody realizacji zadania

1.4.1. Cele

Zasadniczym celem realizacji etapu I zadania PSG pt. *„Młode strefy tektoniczne a warunki geotermalne w Sudetach w świetle badań geochronologicznych, strukturalnych i termometrycznych”* było zlokalizowanie, a następnie pilotażowe rozpoznanie przy użyciu szeregu metod geologicznych i geofizycznych wybranych stref dyslokacyjnych aktywnych współcześnie lub w niedawnej przeszłości geologicznej, mając na względzie potencjalne możliwości wykorzystania do pozyskiwania podziemnych wód termalnych głębokiego krążenia. Przedsięwzięcie stanowiło, tym samym, pilotażowy, wstępny etap badań i prac planowanych generalnie do realizacji w trzech kolejnych etapach i mających jako swój cel ostateczny określenie i rozpoznanie perspektywicznych stref występowania, a następnie ocenę perspektywicznych zasobów wgłębnych wód termalnych na całym obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego.

Pomimo istnienia w skali zarówno krajowej, jak i międzynarodowej, obszernej literatury dotyczącej wyników poszukiwań i oraz przebiegu eksploatacji wód termalnych głębokiego krążenia o charakterze szczelinowym w różnych sytuacjach regionalnych (np. Dowgiałło 1976, 2001, 2002; Whitehead 1984; Carvalho 1996, Paczyński i Sadurski 2007; Chaminé et al. 2013), generalnie brak jest, tak w Polsce, jak i w innych krajach, powszechnie przyjętej i akceptowanej metodyki poszukiwania i rozpoznawania zasobów takich wód termalnych głębokiego krążenia na obszarach o podłożu krystalicznym, bądź reprezentowanym przez silnie zdiagenezowane, generalnie nieprzepuszczalne kompleksy skał osadowych. Dlatego, realizowane w I etapie zadania prace badawcze miały charakter po części eksperymentalny i – oprócz realizacji wspomnianego na wstępie celu zasadniczego – skupiły się na doskonaleniu, bądź wypracowaniu metodyki rozpoznawania i oceny cech strukturalno-geologicznych badanych stref tektonicznych oraz testowaniu przydatności poszczególnych stosowanych metod do rozpoznawania struktury badanych stref tektonicznych w warunkach Dolnego Śląska, tj. podłoża krystalicznego przykrytego zwykle

cienką pokrywą zwietrzelinową, lub znajdującego się pod przykryciem kilkudziesięciometrowej miąższości pokrywy osadów kenozoicznych. W części przypadków prowadzono prace też rozpoznawcze w przypadku prawdopodobnych młodych dyslokacji przemieszczających stosunkowo miąższe osady kenozoiczne nad reaktywowanymi uskokami podłoża.

Sprawozdawany w tym opracowaniu etap I realizacji zadania PSG stanowi, o czym już wstępnie wspomniano, pierwszy z trzech etapów jego całości. Zebrane podczas jego realizacji doświadczenia metodyczne i logistyczne, pozwolą na efektywne kontynuowanie prac w dwóch kolejnych etapach, w trakcie których zostaną szczegółowo rozpoznane wybrane (po części w oparciu o wyniki I etapu) struktury geologiczne pod kątem ich warunków hydrogeologicznych oraz odwiercone otwory badawcze, a następnie opracowany atlas potencjalnych zasobów wód i energii geotermalnej Sudetów i Przedgórze Sudeckiego. Tym samym, wyniki etapu I przedsięwzięcia nie stanowią jeszcze i nie mogą stanowić zamkniętej całości, zwłaszcza pod względem hydrogeologicznym; mają natomiast charakter zbioru różnorodnych danych głównie geofizycznych i geologiczno-strukturalnych, o znaczącym aspekcie metodycznym, których pełna synteza, a po części zapewne też korekta, będą mogły mieć miejsce w trakcie realizacji kolejnych etapów, II i III.

1.4.2. Zakres rzeczowy

Etap I przedsięwzięcia, którego wyniki raportowane są w niniejszym opracowaniu polegał na rozpoznaniu i zbadaniu metodami geologiczno-geofizycznymi na obszarze Dolnego Śląska szeregu wybranych w trakcie realizacji projektu dużych struktur nieciągłych (uskoków, stref uskokowych lub spękaniaowych) aktywnych współcześnie lub w niedawnej przeszłości geologicznej. Przeprowadzone prace objęły następujące zadania:

1. Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i geofizycznych, w tym: analizę cyfrowego modelu terenu (DEM), analizę półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, analizę sieci drenażu na badanym obszarze, a następnie – w oparciu o wyniki tych analiz - wyselekcjonowanie obiektów badań (wybór obszarów badań i linii profilowań geofizycznych oraz wyznaczenie miejsc poboru prób do badań geochronologicznych);
2. Wykonanie planu prac geologicznych (wraz z projektem robót geologicznych dla prac termometrycznych);

3. Badania sejsmiczne i elektrooporowe wraz z interpretacją geofizyczną i geologiczną na co najmniej 20 liniach badawczych;
4. Badania geofizyczne metodą radiofalową VLF wraz z interpretacją geofizyczną i geologiczną na liniach badawczych o łącznej długości nie mniejszej niż 30 km;
5. Badania magnetotelluryczne wraz z interpretacją geofizyczną i geologiczną (realizowane przez podwykonawców) na liniach badawczych o łącznej długości nie mniejszej niż 6 km;
6. Badania termometryczne wraz z interpretacją geologiczną na liniach badawczych zawierających łącznie 240 czujników termometrycznych rozmieszczonych w gruncie i sczytywanych w odstępach miesięcznych podczas 12 sesji pomiarowych.
7. Profilowanie radiometryczne wraz z interpretacją geologiczną wzdłuż linii badawczych o łącznej długości nie mniejszej niż 30 km oraz na poligonie w siatce 100 x 100 m i powierzchni nie mniejszej niż 5 km².
8. Badania geochronologiczne wraz z interpretacją geologiczną, w tym:
 - pobranie prób do badań petrologicznych (nie mniej niż 30 prób),
 - przygotowanie szlifów petrograficznych (nie mniej niż 15 prób),
 - przygotowanie prób do badań chemicznych (nie mniej niż 15 prób),
 - przygotowanie prób do oznaczeń termogeochronologicznych (nie mniej niż 15 prób),
 - oznaczenia termogeochronologiczne (realizowane przez podwykonawców dla nie mniej niż 15 prób),
 - analizy chemiczne (nie mniej niż 15 prób)
9. Przeprowadzenie analizy geologiczno-strukturalnej i hydrogeologicznej wyników interpretacji dla poszczególnych stref tektonicznych oraz analiz wybranych aspektów geologiczno-strukturalnych i regionalnych celem wyciągnięcia wniosków związanych z poszukiwaniem wglębnych wód termalnych w warunkach Dolnego Śląska.
10. Przygotowanie raportu końcowego z realizacji zadania (t.j. niniejszego opracowania).

Sposób wykorzystania wyników opracowania

Zgodnie z założeniami przedsięwzięcia, wyniki przeprowadzonych prac mają zostać wykorzystane do typowania nieciągłych struktur geologicznych wykazujących zapis niedawnej aktywności tektonicznej, które są perspektywiczne ze względu na potencjalne występowanie zasobów wglębnych wód termalnych na obszarze południowej i środkowej części Dolnego Śląska, a także zachodniego skraju Śląska Opolskiego. W trakcie następnych

dwóch etapów przedsięwzięcia, m.in. w oparciu o doświadczenia i dane z etapu I, będą prowadzone szerzej zakrojone i bardziej szczegółowe badania geologiczno-geofizyczne i hydrogeologiczne, a także mają zostać zaprojektowane odwierty badawcze mające na celu rozpoznanie – zwłaszcza pod względem warunków hydrogeologicznych - wytypowanych w etapie pierwszym młodych struktur nieciągłych (dyslokacji) oraz innych struktur nieciągłych przewidzianych do badań we wcześniej sporządzonych: (1) - „Projekcie prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze bloku karkonosko-izerskiego na podstawie kompleksowych badań i pogłębionej analizy danych geologicznych” (PBG Warszawa i PG „Proxima” we Wrocławiu, 2006) oraz (2) - ”Projekcie prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim’ (PIG-PIB, 2011). Finalnie, wszystkie 3 wspomniane etapy prac badawczych będą podstawą opracowania atlasu zasobów wód i energii geotermalnej Sudetów i ich przedpola. Wyniki prac przedsięwzięcia (aktualnie sprawozdawanego etapu I, jak i następnych) będą również – w zakresie nieobjętym ewentualnymi wymogami poufności - przedmiotem publikacji w wydawnictwach krajowych i międzynarodowych oraz prezentacji i dyskusji na związanych tematycznie z zakresem badań konferencjach i warsztatach naukowych, a także staną się przedmiotem popularyzacji m.in. poprzez publikację w witrynie internetowej Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego oraz w innych formach. Będą stanowić jednocześnie podstawowy materiał wyjściowy do podejmowania decyzji dotyczących planowania przestrzennego przez organy administracji państwowej i samorządowej. Możliwe będzie także ich wykorzystanie przez instytucje naukowe i badawczo-rozwojowe oraz przez inwestorów zaangażowanych w rozwój różnego typu infrastruktury w regionie. Uzyskane w efekcie realizacji przedsięwzięcia wyniki badań przyczynić się powinny również do pogłębienia stanu rozpoznania budowy geologicznej Polski w odniesieniu do Dolnego Śląska.

1.4.3. Metodyka

Przy realizacji prac badawczych, wykorzystano następujące metody badań:

1. Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i geofizycznych: analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w powiązaniu z analizą map geologicznych, analiza cyfrowych modeli terenu (DEM) opartych na danych teledetekcyjnych (m.in. lotniczego skaningu laserowego), analiza sieci drenażu dla

całego obszaru przedsięwzięcia - celem wytypowania odpowiednich do badań młodych stref tektonicznych (dyslokacyjnych).

2. Badania sejsmiczne 2D, polegające na przeprowadzeniu w terenie akwizycji danych pomiarowych z użyciem źródła udarowego bądź wibracyjnego o małej mocy (typowego źródła stosowanego do celów badawczych), a następnie na przetworzeniu danych pomiarowych do postaci profili sejsmicznych 2D. Wzdłuż profili sejsmicznych, dla których zastosowanie metody sejsmicznej nie przyniosło zadowalających wyników, wykonano uzupełniające pomiary metodą tomografii elektrooporowej (ERT).
3. Profilowanie metodą radiofalową (VLF), polegające na pomiarach terenowych fazy sygnału VLF (ang. *very low frequency* – sygnał radiowy o bardzo niskich częstotliwościach), za pomocą specjalistycznego odbiornika wzdłuż profili prostopadłych do spodziewanych stref uskokowych. Wyniki pomiarów, po przetworzeniu, ułatwiają wskazanie dokładnych lokalizacji powierzchni uskokowych.
4. Profilowanie magnetotelluryczne w wersji profilowania ciągłego (CPMT), pozwalające na identyfikację do znacznych głębokości (rzędu kilometrów) stref o obniżonej oporności elektrycznej, identyfikowanych ze strefami zawodnionymi.
5. Badania termometryczne za pomocą monitorowania wskazań czujników elektronicznych (termorezystorów) umieszczonych w gruncie na okres co najmniej 12 miesięcy wzdłuż linii profilowych objętych innymi badaniami geofizycznymi.
6. Profilowanie radiometryczne, polegające na zebraniu pomiarów w terenie wzdłuż profili prostopadłych do stref uskokowych (lub rozmieszczonych w siatce pomiarowej) i przetworzeniu danych pomiarowych do postaci profili (lub map) natężenia promieniowania gamma dla trzech poziomów energetycznych.
7. Badania geochronologiczne bazaltoidów towarzyszących młodym strefom tektonicznym, obejmujące badania petrograficzne, chemiczne (analizy pierwiastków głównych metodą XRF lub ICP-AES oraz pierwiastków śladowych metodą ICP-MS z uprzednim stopieniem próbki z boranem litu), oraz termogeochronologiczne metodą Ar-Ar.
8. Analiza strukturalna i hydrogeologiczna wyników interpretacji dla zbadanych stref tektonicznych, analiza rozmieszczenia na Dolnym Śląsku młodych stref tektonicznych i ich typologii na podstawie danych archiwalnych i literaturowych, modelowanie numeryczne potencjalnego wpływu młodych intruzji bazaltoidowych na obecne

warunki termiczne w górnej skorupie i sformułowanie wstępnych wniosków dla poszukiwań w głębszych wód termalnych w badanym regionie.

Bardziej szczegółowe informacje dotyczące metodyki znajdują się przy opisie poszczególnych rodzajów badań w kolejnych rozdziałach 4–9.

1.5. Zarys budowy geologicznej obszaru badań

Sudety są młodym masywem górskim o charakterze wielkiego zrębu, złożonego z szeregu mniejszych bloków, który w swym dzisiejszym kształcie został wypiętrzony w późnym etapie orogenezy alpejskiej równocześnie z Karpatami. Wypiętrzenie nastąpiło głównie w przedziale czasu od środkowego miocenu po początek czwartorzędu. Od leżącego niżej, ku NE, bloku przedsudeckiego, zręb Sudetów odgranicza wybitnie zaznaczający się w rzeźbie terenu sudecki uskok brzeżny, dostarczając najbardziej spektakularnego przykładu krawędzi uskokowej w Polsce. Zarówno na obszarze Sudetów, jak i bloku przedsudeckiego, razem określanych nazwą masywu dolnośląskiego, odsłania się mozaika różnowiekowych serii skalnych, które tworzą kilkanaście odrębnych jednostek tektonicznych rozdzielonych przez uskoki lub podatne strefy ścinania o charakterze przesuwczym, nasuwczym i/lub zrzutowo-normalnym. Blok przedsudecki przykryty jest w większości pokrywą kenozoiczną, głównie mioceniską i czwartorzędową, podczas gdy niemal cały obszar bloku Sudetów odsłania na powierzchni skały przedkenozoiczne. Oba bloki zbudowane są ze zmetamorfizowanych w różnym stopniu i zazwyczaj silnie zdeformowanych tektonicznie przedpermских skał wulkaniczno-osadowych i magmowych, na których miejscami zalegają sukcesje osadowe skał późnopaleozoicznych i mezozoicznych.

Skały starsze od permu reprezentują podłoże platformy zachodnioeuropejskiej w postaci fragmentu orogenu waryscyjskiego (hercyńskiego), ukształtowanego w późnym dewonie i karbonie i zawierającego w swej strukturze również rozczłonkowane elementy neoproterozoicznego orogenu kadomskiego. Skały piętra waryscyjskiego Sudetów budują tektonicznie przetasowane fragmenty kilku dużych terranów tektonostratygraficznych, znanych również z innych obszarów waryscydów w Europie. Zostały one - wraz z innymi obszarami waryscyjskiej Europy - wypiętrzone w późnym karbonie w potężne pasmo górskie, zrównane jednak następnie przez erozję i denudację podczas późnego permu i mezozoiku. Utwory osadowo-wulkaniczne permu, triasu i górnej kredy, reprezentują fragmenty pokrywy platformy zachodnioeuropejskiej, niezgodnie przykrywając skały piętra waryscyjskiego w obrębie synklinoriów śródsudeckiego i północnosudeckiego. Oba synklinoria utworzyły się

przez – generalnie dość łagodne - zafałdowanie skał permomezoicznych na przełomie kredy i trzeciorzędu, czemu towarzyszyły miejscami intensywne blokowe przemieszczenia na uskokach i związane z nimi lokalnie silniejsze zafałdowanie skał pokrywy platformowej. W trakcie tych tzw. ruchów laramijskich doszło do powtórnego wypiętrzenia masywu dolnośląskiego, w tym zwłaszcza bloku przesudeckiego. Skutki tego wypiętrzenia zostały jednak znacznie złagodzone przez czynniki erozyjno-denudacyjne podczas paleogenu i wczesnego miocenu, poprzedzając decydujące o dzisiejszej topografii Sudetów pionowe ruchy blokowe późnego kenozoiku (Aleksandrowski 2017).

Poniższy przegląd jednostek strukturalno-geologicznych obszaru badań opiera się w głównej mierze na pracach Żelaźniewicza i Aleksandrowskiego (2008), Mazura i in. (2010) oraz Żelaźniewicza i in. (2011). Teksty wspomnianych prac zostały dla potrzeb niniejszego opracowania skrócone, zmodyfikowane i uzupełnione. Przedstawiony tu przegląd nie jest - z zasady - opatrzony odsyłaczami do oryginalnej szczegółowej literatury regionalno-geologicznej (po obszerne spisy prac źródłowych należy sięgnąć do prac syntetycznych, które ukazały się w ostatnich latach (np. Żelaźniewicz, 1997, 2006; Franke & Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski i in., 2000; Aleksandrowski & Mazur, 2002; Mazur i in., 2006, 2007a, b), a także do prac starszych (Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972).

1.5.1. Główne elementy budowy

Na NE obrzeżeniu Masywu Czeskiego, zlokalizowane są dwa wielkie, wzajemnie przemieszczone uskokowo bloki skorupy ziemskiej, wyodrębnione przez neogeńskie ruchy pionowe na przedpolu formującego się orogenu alpejskiego. Są to: *blok sudecki*, wypiętrzony wzdłuż *strefy uskokowej górnej Łaby* po jego stronie SW i *sudeckiego uskoku brzeżnego* po stronie NE, oraz przylegający doń od północy i względnie obniżony *blok przedsudecki*, traktowane niekiedy razem jako jeden *blok dolnośląski* (Stupnicka 1989, 1997; Żelaźniewicz & Aleksandrowski 2008) ze względu na podobieństwo budowy geologicznej i wspólną historię rozwoju (Fig. 1.5.1). Na północ od bloku przedsudeckiego, oddzielony odeń

wszystkich trzech blokach skorupowych, odzwierciedla ich piętrową strukturę wewnętrzną. W bloku dolnośląskim w obrazie kartograficznym przeważa podłoże o konsolidacji waryscyjskiej, zaś w większości zerodowane piętro permsko-mezozoicznej pokrywy platformowej jest reprezentowane przez ograniczone powierzchniowo, poinwersyjne, utworzone na przełomie kredy i kenozoiku synklinoria (niecki): śródsudeckie i północnosudeckie. Z kolei, sfałdowane przed końcem karbonu podłoże *bloku południowo-wielkopolskiego*, strukturalnie również co najmniej dwupiętrowe, ze swym wyższym piętrem utworzonym przez skały nie młodsze od górnego karbonu, nie odsłania się nigdzie na powierzchni. Słabo odkształcona i łagodnie nachylona ku NNE permsko-mezozoiczna pokrywa osadowa reprezentuje tam *monoklinę przedsudecką*.

1.5.2. Jednostki strukturalne bloku dolnośląskiego

Głównymi składnikami w znacznej mierze krystalicznego, podpermskiego, waryscyjskiego piętra strukturalnego (podłoża) bloku dolnośląskiego są następujące kompleksy skalne: (1) niemeteoroficzne lub przeobrażone, magmowe i osadowo-wulkaniczne kompleksy neoproterozoiczne, (2) późno kambryjsko granitoidy przeobrażone w gnejsy podczas orogenezy waryscyjskiej, (3) w różnym stopniu zmetamorfizowane ordowicko-dewońskie sekwencje wulkaniczno-osadowe ekstensyjnych basenów sedymentacyjnych, (4) elementy późnosylurskiego kompleksu ofiolitowego, (5) dewońskie i/lub wczesnkarbońskie sekwencje osadowe aktywnego i pasywnego obrzeżenia kontynentalnego, (6) karbońskie granitoidy oraz (7) klastyczne wypełnienia dewońskich lub wczesnkarbońskich basenów śródgórskich.

Ze względu na istotne różnice w litostratygrafii, budowie i ewolucji tektonicznej Sudety (Fig. 1.5.2 i 1.5.3) można geologicznie podzielić na trzy części: zachodnią, środkową, i wschodnią. Sudety Zachodnie obejmują, wschodnią, część masywu łżyckiego, masyw karkonosko-izerski, jednostkę metamorfiku kaczawskiego i zgorzeleckie pasmo łupkowe. Wszystkie te jednostki strukturalne uległy deformacji w okresie pomiędzy późnym dewonem i wczesnym karbonem. Deformacja zakończyła się ekshumacją, kompleksów metamorficznych i rozpoczęciem z końcem karbonu sedymentacji w permomezozoicznej niecce północnosudeckiej. Sudety Środkowe obejmują masyw sowiogórski, wraz z otaczającymi go fragmentami ofiolitu środkowosudeckiego, masywy kłodzki i orlicko-śnieżnicki, metamorficzne pasma łupkowe Nového i Starého Města, metamorfik zabrzeski i

Kamieńca Ząbkowickiego, strefy ścinania Niemczy i Skrzynki oraz masyw amfibolitowy Niedźwiedzia.

Jednostki te są częściowo przykryte osadami wypełniającymi baseny śródgórskie lub ich ocalałe przed erozją fragmenty, w postaci depresji Świebodzic i struktury bardzkiej, w których depozycja rozpoczęła się w późnym dewonie, oraz osadami zdeponowanymi w niecce śródsudeckiej, w której początek subsydencji datuje się na środkowy wizen (Turnau i in., 2002). Główna faza deformacji w tym obszarze przypadła na przełom środkowego i późnego dewonu. Wkrótce potem doszło do szybkiego wyźwignięcia i odsłonięcia na powierzchni kompleksów metamorficznych oraz rozpoczęcia sedymentacji w basenach śródgórskich.

Sudety Wschodnie są, częścią kolizyjnego pasma fałdowo-nasuwczego, które wykształciło się wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego. Tworzy je stos płaszczowin morawsko-śląskich masywu Jeseníków, zbudowanych ze zdeformowanych i zmetamorfizowanych skał podłoża terranu Brunovistulicum oraz jego pokrywy osadowej. Od zachodu na jednostki morawsko-śląskie są, nasunięte serie skalne pasma Starého Města oraz masywu orlicko-śniežnickiego. W kierunku wschodnim kompleksy metamorficzne zostały nasunięte na karbońskie osady morawsko-śląskiego basenu przedgórskiego, w swej zachodniej części również ujęte w wiązkę płaszczowin.

Krystaliczne jednostki wschodniosudeckie (*Silesicum* w tradycyjnej terminologii Suessa, 1912) przedłużają, się ku północy w obszar bloku przedsudeckiego, gdzie ich największe wychodnie znajdują, się w masywie strzebińskim (Bederke, 1929; Oberc, 1966; ryc. 3). Odsłaniają, się tam skały należące zarówno do kadomskiego podłoża terranu Brunovistulicum (Oberc-Dziedzic i in., 2003), jak i jego dewońskiej pokrywy osadowej.

Blok dolnośląski: część zachodnia

Masyw łużycki

Masyw łużycki jest zbudowany z granodiorytów łużyckich o wieku 585–530 Ma i szarogłazów łużyckich osadzonych w szelfowym zbiorniku 590–560 mln lat temu. Stanowią one erozyjnie odsłonięty fragment późnoprokambryjskiego orogenu kadomskiego, w który na przełomie kambru i ordowiku (514–490 Ma) intrudowały granity rumburskie, następnie w większości przekształcone w gnejsy izerskie.

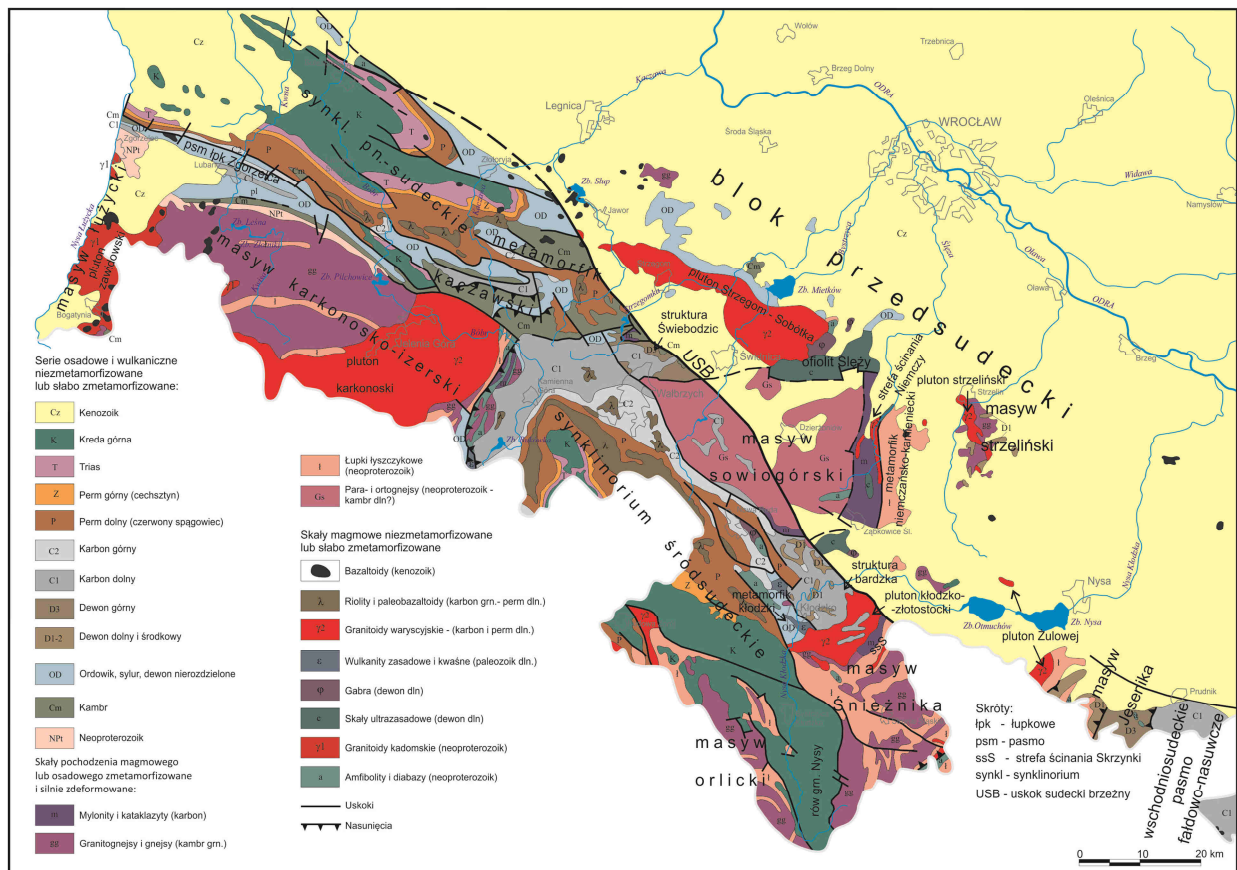


Fig. 1.5.2. Mapa geologiczna Sudetów (Aleksandrowski 2017 – według Sawickiego 1966, zmieniona)

Pasma łupkowe Zgorzelca

Do masywu łużyckiego, poprzez uskoki śródlużycki (granica SW), przylega wąskie zgorzeleckie pasmo łupkowe. Granicę NE pasma wyznacza główny uskoki łużycki, oddzielający je od synklinorium północnosudeckiego. Ku SE pasmo zgorzeleckie przechodzi, zapewne poprzez kontakt tektoniczny, w kaczawskie pasmo łupkowo-zielencowe. Pasma zgorzeleckie zbudowane jest ze skał osadowych i wulkanitów obejmujących interwał czasowy od kambru po wczesny karbon włącznie. Choć sukcesja ta różni się od kaczawskiej, reprezentując wyjściowo inny fragment osadowo-wulkanogenicznego wypełnienia paleozoicznego basenu, to cechą wspólną obu jest obecność dolnokarbońskich, chaotycznych kompleksów melanzowych, w obrębie których znajdują się fragmenty (olistolity) pochodzące z niszczenia starszej sekwencji ordowicko-dewońskiej. Skały pasma zgorzeleckiego przeszły też podobną ewolucję tektoniczną jak skały kompleksu kaczawskiego, choć zostały w niższym stopniu zmetamorfizowane.

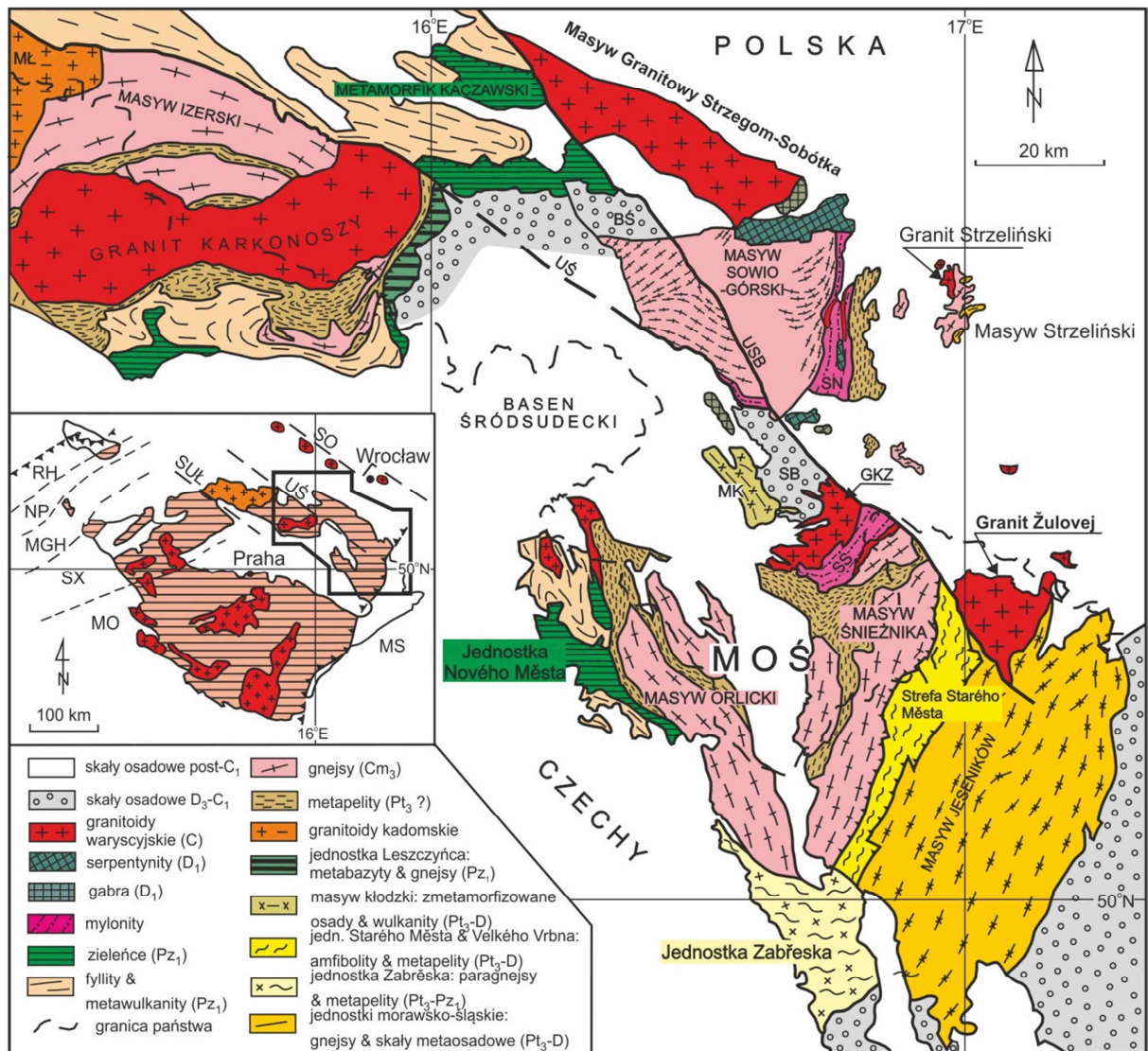


Fig. 1.5.3. Uproszczona mapa tektoniczna podpermskiego piętra strukturalnego Sudetów (za Mazurem i in. 2010).

Masyw karkonosko-izerski

Obszerny masyw karkonosko-izerski zlokalizowany jest na wschód od masywu łuzycyjskiego i na SE od pasma łupkowego Zgorzelca. Zbudowany jest w głównej mierze z deformacyjnie zmienionych podczas orogenezy waryscyjskiej (ok. 380–335 Ma) późnokambryjskich granitów – granitognejsów i gnejsów izerskich, w które, ok. 312 Ma, intrudowały granity waryscyjskie, tworząc podłużny granitowy pluton karkonoski w centrum masywu izerskiego, oddzielający jego gnejsową część północną od w przewadze średnio- i niskometamorficznych serii osadowo-wulkanogenicznych części południowej i wschodniej. W budowie wschodniej i południowo-wschodniej części masywu łuzycyjsko-izerskiego, istotny

udział biorą bimodalne metawulkanity o wieku ok. 500 Ma, które częściowo uległy metamorfizmowi wysokociśnieniowemu w facji łupków glaukofanowych (ok. 360 Ma).

Kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe (inaczej: metamorfik kaczawski),

Masyw karkonosko-izerski, poprzez linię uskoku śródsudeckiego graniczy ku północnemu wschodowi z metamorfikiem kaczawskim. Górską część tej jednostki występuje na SW, podniesionym skrzydle uskoku sudeckiego brzeżnego; część północna metamorfiku, przedsudecka, przykryta jest osadami kenozoicznymi w zachodniej części bloku przedsudeckiego w obrębie Niziny Śląskiej (równiny: Legnicka i Wrocławska). Północną część jednostki kaczawskiej ogranicza od NE uskoczek północny środkowej Odry. Ku SW skały tej części pasma kaczawskiego nikną pod pokrywą skał osadowych synklinorium północnosudeckiego, zaś ku SE jej granicę powierzchniową wyznaczają pluton granitowy *Strzegomia – Sobótka* i masyw *gabrowo-serpentyinitowy Ślęży*, który reprezentuje fragment *ofiolitu sudeckiego*. Kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe zbudowane jest z paleozoicznych serii obejmujących przedział wiekowy od dolnego kambru po dolny karbon(?). Tworzą je węglanowe skały kambru, silikoklastyczne skały ordowiku, głębokomorskie krzemionkowe skały syluru i dewonu, związane z nimi produkty zasadowego i kwaśnego (tzw. bimodalnego) wulkanizmu i magmatyzmu oraz dolnokarbońskie(?) zespoły melanzowe. Skały te zostały zmetamorfizowane w facji zieleńcowej (ok. 350–340 Ma) z lokalnie czytelnymi relikami wcześniejszego metamorfizmu w warunkach wyższego ciśnienia facji łupków glaukofanowych (ok. 360 Ma).

Synklinorium północnosudeckie przylega bezpośrednio od północy do pasma łupkowego Zgorzelca i wykształcone jest w osadowym nakładzie metamorfiku kaczawskiego. Jednostka ta powstała w wyniku późnokredowo-paleoceńskiej inwersji postorogenicznego, permsko-mezozoicznego basenu sedymentacyjnego, utworzonego na podłożu zbudowanym z serii metamorficznych pasma kaczawskiego w rejonie Świerzawy, Lwówka Śląskiego i Bolesławca. Oś synklinorium zanurza się łagodnie ku NW, dzięki czemu w jego SE obrzeżeniu można obserwować wychodnie kolejnych, coraz głębszych warstw wypełnienia osadowego basenu, obejmującego osady klastyczne najwyższego karbonu (stefanu), klastyki i wulkanity dolnego permu, morską sukcesję osadową cechsztynu wraz z łupkami miedzionośnymi, węglanami i siarczanami, które przykryte są seriami triasu i górnej kredy.

W północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego, na wschód od Legnicy, wśród skał kaczawskiego pasma łupkowo-zieleńcowego, wyłania się na powierzchnię spod utworów kenozoicznych niewielki obszar *masyw gnejsowy Wądroża Wielkiego*, zbudowany ze słabo zdeformowanych granodiorytów wieku 548 ± 9 Ma, korelowanych z kadomskimi granodiorytami masywu łużyckiego.

Ku północy, jednostka kaczawska wchodzi w obręb *zrębu środkowej Odry*, rozpoznanego tylko dzięki otworom wiertniczym, wykonanym niegdyś w poszukiwaniu złóż miedzi. Zrąb ten, o zmiennej szerokości (lokalnie do ok. 20 km) i długości ponad 100 km, ograniczony jest od SW *południowym uskokiem Odry*, a od NE – *północnym uskokiem Odry*. Zrąb oddziela blok przedsudecki od bloku południowowielkopolskiego z monokliną przedsudecką. Wnętrze zrębu tworzą skały metamorficzne, zarówno niskiego jak i wysokiego stopnia, przecięte niewielkimi intruzjami posttektonicznych granitoidów o wieku 345 Ma, a więc starszymi niż większość późno- i posttektonicznych granitów w Sudetach. Skały te składają się na ciągle słabo poznaną jednostkę tektonostratygraficzną, którą określa się mianem *strefy krystalicznej Odry*.

Blok dolnośląski: część środkowa

Synklinorium śródsudeckie zajmuje centralne położenie w tej części bloku dolnośląskiego. Jest to struktura powstała w wyniku dwuetapowej inwersji policyklicznego basenu sedymentacyjnego, który zajmował od środkowego wizenu wewnątrz Sudetów, stanowiąc ówczasie rozległe, synorogeniczne zapadlisko śródgórskie. Od wczesnego karbonu po wczesny trias gromadziły się w nim osady, głównie klastyczne, a potem ponownie, po przerwie, w późnej kredzie, oddzielone od niższego piętra niezgodnością. Depozycji tych osadów towarzyszył okresowo w karbonie i w permie intensywny wulkanizm. Ramy tego basenu śródgórskiego wyznaczały widoczne częściowo i dziś uskoki, oddzielające go od przylegających wypiętrzonych masywów krystalicznego podłoża, stąd też granice synklinorium śródsudeckiego są głównie tektoniczne. Zachodnią granicę synklinorium stanowi zespół uskoków normalnych oddzielających je od metamorficznych serii skalnych masywu łużycko-izerskiego. Granicę północną tworzy *uskok Domanowa* oddzielający synklinorium śródsudeckie od pasma kaczawskiego. Po stronie północno-wschodniej synklinorium śródsudeckie graniczy ze strukturą Świebodziec wzdłuż *uskoku Strugi* i z masywem gnejsowym Gór Sowich, wzdłuż wschodniego segmentu *głównego uskoku śródsudeckiego*. Dalej ku E i SE granice synklinorium są złożone, gdyż tworzą układ

drugorzędnych zrębów i rowów w strefie granicznej z masywem kłodzkim, strukturą bardzką, plutonem kłodzko-złotostockim i masywem orlicko-śnieżnickim. Ku S dolne piętro synklinorium niknie pod pokrywą kredową piętra górnego należąca do *północnoczeskiej niecki kredowej*. Ku SE pokrywa kredowa synklinorium śródsudeckiego przedłuża się w *row górnej Nisy Kłodzkiej*, w którym nagromadziły się detrytyczne osady szelfowe górnej kredy deponowane wprost na metamorficznych skałach masywu orlicko-śnieżnickiego.

Masyw gnejsowy Gór Sowich, który przylega od NE do synklinorium śródsudeckiego, jest rozcięty uskokiem sudeckim brzeżnym na dwie części: sudecką i przedsudecką. W swej części górskiej masyw sowiogórski graniczy uskokowo na SE ze *strukturą bardzką*, a na NW ze *strukturą Świebodzic*. W części przedsudeckiej północną granicę masywu stanowi *uskok Szczawienka*, dzielący go od masywu Ślęży, zaś wschodnią - *strefa ścinania Niemczy*. Masyw sowiogórski zbudowany jest głównie z kilku odmian gnejsów, w części migmatycznych, wśród których podrzędnie występują granulity, amfibolity i sporadycznie ultrabazyty. Protolitem gnejsów sowiogórskich były przede wszystkim szarogłazy oraz pelity osadzające się w basenie neoproterozoiczno-kambryjskim, a podrzędnie – granitoidy intrudujące w czasie pomiędzy 490 Ma a 480 Ma. Metamorfizm tych skał w warunkach górnej facji amfibolitowej miał miejsce w okresie 385–360 Ma.

Ofiolit sudecki jest tektonicznie rozczłonkowaną jednostką litostrukturalną, która odsłania się w kilku masywach skalnych, znajdujących się głównie na środkowym Przedgórzu Sudeckim: w Masywie Ślęży, Wzgórzach Kiełczyńskich, Wzgórzach Niemczańsko-Strzelińskich oraz w Obniżeniu Noworudzkim w Sudetach Środkowych. Największe fragmenty ofiolitu reprezentują: gabrowo-serpentyinitowy *masyw Ślęży*, który przylega od północy do masywu sowiogórskiego. Na E od masywu Gór Sowich, wśród skał strefy Niemczy, występują serpentyinitowy *masyw Szklar* oraz gabrowo-serpentyinitowy *masyw Braszowic- Brzeźnicy*, a na SW – gabrowo-diabazowy *masyw Nowej Rudy-Słupca*. Protolit ofiolitu sudeckiego tworzony był głównie przez ultramafity i gabra, niewielkie ilości dolerytów, bazaltów oraz rzadko występujące lidyty. Skały te stanowiły fragment skorupy oceanicznej generowanej w późnym sylurze i wczesnym dewonie, w okresie 420–400 Ma, kiedy to prawie jednocześnie ulegały przeobrażaniu (serpentyinizacji i rodingityzacji) pod wpływem reakcji z wodą morską. W późnym dewonie zostały one pograżone na głębokość 5–8 km (1,7–3 kbar) i uległy metamorfizmowi regionalnemu w warunkach dolnej facji

zieleńcowej (250–370°C). Nie przeszły one wcześniej metamorfizmu w wyższych ciśnieniach, a zatem nie uległy subdukcji, co odróżnia je istotnie od serii metawulkanitów kaczawskich oraz serii metawulkanitów z SE części masywu łżycko-izerskiego. Z końcem dewonu rozczłonkowany na fragmenty ofiolit środkowosudecki wraz gnejsami sowiogórskimi i metamorfikiem masywu kłodzkiego był już na powierzchni i podlegał erozji.

Przy NW narożu trójkątnego w kształcie masywu sowiogórskiego znajduje się *struktura Świebodzic*, wklinowana pomiędzy gnejsy sowiogórskie na południu a pasmo kaczawskie na północy. Na SW *uskok Strugi* oddziela strukturę Świebodzic od niecki śródsudeckiej, a *brzeżny uskok sudecki* obcina ją na NE. Struktura Świebodzic stanowi ograniczony uskokami i wewnątrznie sfałdowany, rombowy w kształcie fragment większego(?), wczesnowaryscyjskiego śródgórskiego basenu osadowego wypełnionego zlepieńcami, piaskowcami i mułowcami. Tworzą one trzy formacje powstałe w wyniku późnodewońsko-wczesnokarbońskiej (ok. 370–350 Ma) erozji masywu sowiogórskiego oraz od ówczesnie leżącego dalej na zachód, nieznanego "masywu południowego" - będącego istotnym źródłem osadów klastycznych.

Na północ od struktury Świebodzic i masywu gnejsowego Gór Sowich, występuje na powierzchni duży, karbońsko-wczesnopermski *pluton granitowy Strzegom-Sobótka*, kontaktujący intruzywnie ku SE z masywem Ślęży.

Strefa ścinania Niemczy przylega od zachodu do masywu gnejsowego Gór Sowich. Znajduje się ona na Przedgórzu Sudeckim, zajmując obszar Wzgórz Dębowych i Wzgórz Szklarskich, które są częścią Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Od wschodu, pod względem geologicznym graniczy ona z pasmem metamorficznym Kamieńca, na południu zaś obcina ją *brzeżny uskok sudecki*, podczas gdy na północy niknie pod pokrywą kenozoiczną. Strefa Niemczy stanowi 10-kilometrowej szerokości fragment zmetamorfizowanej sekwencji osadowej szarogłazów i kwarcytów, z wystąpieniami skał ofiolitu sudeckiego oraz strefowo zmylonityzowanych ciał gnejsów sowiogórskich. Intrudowały w nią granodioryty niemczańskie o wieku 340 Ma. Sekwencja ta uległa tu niskociśnieniowemu metamorfizmowi, przynajmniej w części związanemu z efektem termicznym pojawienia się intruzji jednoczesnych z regionalną deformacją ścięciową o kinematyce przesuwczej.

Struktura bardzka znajduje się na południe od masywu sowiogórskiego oraz strefy Niemczy i masywów ofiolitowych, w podniesionym, spągowym skrzydle brzeżnego uskoku sudeckiego. Geograficznie jest ona zlokalizowana głównie na obszarze Gór Bardzkich w Sudetach Środkowych. Geologicznie, od SW graniczy z kłodzkim masywem metamorficznym i leżącym nad nim niezgodnie cienkim pakietem górnodewońskich zlepieńców i wapieni, na które jest nasunięta wzdłuż *nasunięcia kłodzkiego*, a także z wypełnionym osadami dolnopermskimi tektonicznym *rowem Czerwieńczyc*, odgałęziającym się ku SE od synklinorium śródsudeckiego. Od NE strukturę bardzką obcina brzeżny uskok sudecki. Od NW, poprzez szeroką strefę uskokową reprezentującą fragment *uskoku śródsudeckiego*, struktura bardzka graniczy z blokiem sowiogórskim. Budują ją generalnie niezmetamorfizowane skały górnego ordowiku(?), syluru, dewonu i dolnego karbonu, jedynie w części południowej wyraźnie podgrzane przez późnokarbońską intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich.

Ze strukturą bardzką sąsiaduje i tworzy częściowo jej podłoże *kłodzki masyw metamorficzny*. Jego granicę SW wyznacza uskok oddzielający go od niecki śródsudeckiej, a serie osadowe niecki przykrywają masyw od NW. Od NE masyw kłodzki graniczy poprzez nasunięcie kłodzkie ze strukturą bardzką, oraz z rowem tektonicznym Czerwieńczyc, natomiast od SE – z granitoidowym plutonem *Kłodzka-Złotego Stoku*. Kłodzki masyw metamorficzny zbudowany jest z amfibolitów, metagabr i gnejsów plagioklazowych zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej, oraz z metaryolitów, zieleńców, fyllitów i środkowodewońskich wapieni, zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej. Nowe badania izotopowe wskazują na poligeniczność i różny wiek serii wyjściowych. Część z nich jest wieku neoproterozoicznego, a część (niżej zmetamorfizowana) – dolnopaleozoicznego.

Masyw ("kopuła") orlicko-śnieżnicki na obszarze Polski obejmuje Góry Orlickie i Góry Bystrzyckie, masyw górski Śnieżnika, Góry Złote, Góry Bialskie, Krowiarki. Geograficznie obszar Gór Orlickich i Bystrzyckich zaliczany jest do Sudetów Środkowych, reszta – do Sudetów Wschodnich. Granice kopuły orlicko-śnieżnickiej wyznacza na NW pokrywa platformowa ujęta w synklinorium śródsudeckie, na zachodzie krawędź północnoczeskiej płyty kredowej, na północy granitoidy plutonu Kłodzko – Złoty Stok, a na NE – sudecki uskok brzeżny. Na wschodzie, już w Czechach, ogranicza kopułę zespół

nasunięć moldanubskich, biegnących w obrębie łupkowo-amfibolitowego *pasma Starého Města*. Litostratygrafia kopuły orlicko-śniežnickiej jest urozmaicona. Jej część wewnętrzną budują różne odmiany gnejsów (migmatycznych i metagranitów) o wieku 514–490 Ma oraz łupki łuszczkowe, amfibolity, leptynity (metaryolity) o wieku ok. 520-500 Ma, wapienie krystaliczne i kwarcyty, zmetamorfizowane w facji amfibolitowej. Wśród gnejsów migmatycznych występują skały zmetamorfizowane w warunkach facji granulitowej i eklogitowej na znacznych głębokościach (do 130 km) pod bardzo wysokim ciśnieniem (do 33 kbar). Część zewnętrzną kopuły orlicko-śniežnickiej tworzą, oddzielone od części wewnętrznej kopuły synmetamorficznymi uskokami normalnymi, na zachodzie - *pasmo fyllitowo-zielencowe Nového Města*, które tylko w nikłym stopniu wchodzi na terytorium Polski. W całości już po stronie czeskiej leżą fyllity, łupki i paragnejsy, częściowo migmatyczne, oraz amfibolity mało jeszcze poznanego, przyległego do kopuły *pasma łupkowego Zabřehu*.

Pasmo metamorficzne Kamieńca Ząbkowickiego znajduje się we wschodniej części Przedgórze Sudeckiego, na obszarze Wzgórz Dębowych i Wzgórz Dobrzeńskich, należących do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Jego granicę zachodnią stanowi strefa ścinania Niemczy, granicę wschodnią stanowi strefa korzeniowa *nasunięcia Strzelina*, w większości skryta pod osadami kenozoicznymi doliny Oławy, zaś granicę południową –uskok sudecki brzeżny. Granica północna pasma nie jest dobrze określona, gdyż znika ono pod pokrywą kenozoiczną. Pasma kamienieckie tworzą łupki łuszczkowe z przeławieniami leptynitów, amfibolitów, marmurów oraz para- i ortognejsy, zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej. W części południowej pasma, w obrębie łupków opisano występowanie ciał eklogitów i granulitów. W części wschodniej pasma kamienieckiego dominują liczne odmiany gnejsów o zróżnicowanym wieku protolitów – od 1020 Ma do 380 Ma.

Wschodnia część bloku dolnośląskiego

W granicach Polski zespoły skalne wschodniej części bloku dolnośląskiego odstawiają się głównie na bloku przedsudeckim. Niemal cała część wschodnia bloku sudeckiego leży na terytorium czeskim i geograficznie prawie pokrywa się z Sudetami Wschodnimi. Pokrywa kenozoiczna pozostawia tu na powierzchni jedynie niewielkie izolowane, wyspowe wystąpienia skał podłoża. Największym z nich, leżącym najdalej na północny jest *masyw strzeliński*. W jego obrębie znajduje się *nasunięcie strzelińskie*, które stanowi północny

fragment zespołu nasunięć moldanubskich. Te ostatnie oddzielają masyw czeski, obejmujący wewnętrzną część orogenu waryscyjskiego (strefy saksoturyńska i moldanubska wraz z bohemikum), od *strefy morawsko-śląskiej*, która należy do zewnętrznej części tego orogenu. W obrębie bloku dolnośląskiego, zespół *nasunięć moldanubskich* oddziela jego część zachodnią i środkową od części wschodniej. Ku południowi, zespół nasunięć moldanubskich kontynuuje się w obrębie *pasma Starého Města* i stanowi wschodnią granicę kopuły orlicko-śnieżnickiej.

Masyw Strzelina, geograficznie przynależy do Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Zbudowany jest z serii metamorficznych: neoproterozoicznych i późnokambryjskich gnejsów (protolity: 600–568 Ma, 504 Ma) łupków łuszczkowych, amfibolitów i marmurów oraz dewońskich kwarcytów i łupków kwarcytowych zmetamorfizowanych w dolnym i górnym zakresie facji amfibolitowej. W serie te intrudowały w karbonie granitoidy w długim przedziale czasu od 347-330 Ma do 300-290 Ma.

Cechą charakterystyczną Sudetów Wschodnich (w obszarze badań znajduje się tylko ich północna krawędź na granicy z Czechami) jest m.in. obecność neoproterozoicznych, kadomskich gnejsów i skał metaosadowych oraz dewońskich kwarcytów i wapieni, znanych też z masywu Brna, który należy już do przedpola orogenu waryscyjskiego. Tektonicznie złożone, krystaliczne podłoże tego przedpola kontynuuje się ku NNE aż po blok górnośląski (tzw. *Brunovistulicum*), którego platformowa pokrywa obejmuje też dewońsko-karbońskie zapadlisko górnośląskie.

Wychodnie skał krystalicznych wschodniej części bloku dolnośląskiego, odsłaniają się wyspowo spod pokrywy kenozoicznej w rejonie Otmuchowa (w Obniżeniu Otmuchowskim) i Głuchołaz, w Górach Opawskich, już na terenie Śląska Opolskiego, poza granicami Dolnego Śląska. Strefa odsłoneń skał średniego stopnia metamorfizmu regionalnego (marmury, łupki łuszczkowe, amfibolity) w Górach Opawskich stanowi niewielki fragment dużej jednostki strukturalnej, znanej z terytorium czeskiego po nazwą kopuły (jednostki) Desny, zbudowanej głównie z dewońskich skał metaosadowych i metawulkanicznych oraz kadomskich gnejsów, które w małej części tylko odsłaniają się na terenie Polski.

Dalej na wschód, w okolicach Prudnika i Głubczyc, w obrębie Płaskowyżu Głubczyckiego, odsłania się niewielki północny fragment dużej jednostki strukturalnej, występującej głównie na obszarze Republiki Czeskiej, zbudowanej z rozwiniętej w facji kulmu, w przewodze turbidytowej, sukcesji dolnkarbońskiej, z niewielkim udziałem

przedorogenicznych osadów dewońskich, wykazującej niski stopień metamorfizmu regionalnego w swej części zachodniej. Wspomniana sukcesja ujęta jest w szereg płaszczowin i jako jednostka strukturalna określana terminem *morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze*. Jednostka ta ze względu na swój styl tektoniczny stanowi typową brzeżną strefę fałdów i nasunięć, odpowiadającą zewnętrznej strefie orogenu waryscyjskiego, ku wschodowi nasuniętą na słabo sfałdowany zachodni skraj zapadliska górnośląskiego.

Pod osadami kenozoicznymi, od okolic Wrocławiu ku SE po rejon Grodkowa, rozciąga się mający w zarysie kształt wydłużonego trójkąta późnoorogeniczny *basen (rów tektoniczny) Laskowic Oławskich-Lipowej*, wypełniony osadami czerwonego spągowca (o miąższości do 1100 m; Kiersnowski 1995) i najwyższego karbonu, nałożony na krystaliczne podłoże wschodniej części bloku przedsudeckiego.

Również pod przykryciem kenozoicznym a na utworach karbonu morawsko-śląskiego, oraz wschodniej części metamorfików bloku przedsudeckiego i , częściowo, na permie rowu Laskowic, zalega pokrywa skał osadowych górnej kredy *niecki opolskiej*, dominująca w przypowierzchniowej budowie geologicznej wschodniego skraju obszaru badań.

Na północnym skraju obszaru badań, występuje najbardziej południowy fragment *monokliny przedsudeckiej*, zbudowanej ze skał permu i triasu zapadających pod małym kątem ku NE na północ od Wrocławia i Lubina. Stanowią one platformową pokrywę sfałdowanego karbońskiego fliszowego podłoża, które tworzy wgłębne *pasmo-fałdowo-nasuwcze południowej Wielkopolski*. Pasma to reprezentuje fragment eksternidów waryscyjskich, występujących pomiędzy strefami uskokowymi Odry i Dolska. Głębokie podłoże monokliny pozostaje zasadniczo nieznanne. Jego sejsmiczna charakterystyka prędkościowa wskazuje na podobieństwo środkowej i dolnej skorupy do skorupy innych obszarów platformy zachodnioeuropejskiej.

1.6. Występowanie wgłębnych wód termalnych w Sudetach i na ich przedpołu

Na obszarze Sudetów i na bloku przedsudeckim występują wody zmineralizowane typu wodorowęglanowego o różnym składzie kationowym nasycone dwutlenkiem węgla (Dowgiałło, 2001). Występowanie tych wód związane jest ściśle z siecią dyslokacji tektonicznych, a w szczególności z głębokimi rozłamaniami. Wody te występują w postaci naturalnych wypływów, a także ujmowane są otworami wiertniczymi. Ich charakterystykę, w ścisłym nawiązaniu do rejonów i stref występowania, przedstawiono w opracowaniach dotyczących bloku karkonosko-izerskiego w Sudetach Zachodnich (Grzegorzczak & Farbisz,

2007) oraz Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim (Krawczyk i in. 2011). W strefach głębokich rozłamów występują również zmineralizowane wody termalne. Ujmowane są one otworami w Cieplicach, Łądku Zdroju, Dusznikach Zdroju, Polanicy Zdroju, Karpnikach i Staniszowie, natomiast występowanie ich stwierdzone zostało w Krosnowicach, Kudowie Zdroju, Jeleniowie k/ Kudowy Zdroju i Grabinie (Dowgiałło, Fistek, 2007, Liber-Makowska, Łukaczyński, 2016).

Geneza sudeckich i przedsudeckich wód termalnych nie jest jednoznacznie wyjaśniona. Pierwotnie uważano, że temperatura wód, a także ich skład mineralny, są związane jest z końcowym etapem wulkanizmu młodotrzeciorzędowego. Aktualnie przyjmuje się, że na przeważającej części obszaru sudeckiego, jak i jego przedpola, wody termalne są pochodzenia infiltracyjnego, a ich temperatura związana jest z systemem głębokiego krążenia i geotermicznym ogrzewaniem wód.

Obszarami alimentacji dla wód wgłębnych są pasma Karkonoszy, Gór Izerskich, rejonu masywu Śnieżnika, Gór Bystrzyckich, Orlickich, Sowich, Opawskich i Złotych. Głęboka infiltracja wód możliwa jest dzięki sieci spękań i głębokich rozłamów (uskoków), powstałych podczas orogenezy alpejskiej ewentualnie wskutek odnowienia starszych, waryscyjskich dyslokacji.

Na obszarze Sudetów Zachodnich, poza leczniczymi wodami termalnymi Cieplic, ujmowane są wody termalne głębokiego krążenia w pogłębionym do 2002 m otworze C1 w Cieplicach. W latach 2013-14 wykonane zostały dwa głębokie odwierty: ST-1 w Staniszowie, o głębokości 1501 m i KT-1 w Karpnikach, o głębokości 1997 m, ujmujące wody termalne Liber-Makowska, Łukaczyński, 2016).

Wody termalne na obszarze Sudetów Środkowych występują w obrębie metamorfiku Łądko-Śnieżnika, na obszarze niecki Batorowa i zapadliska Kudowy. Ich wypływy w Łądku Zdroju oraz cała ich struktura hydrogeologiczna przedstawione zostały w pracach Ciężkowskiego (1990), Dowgiałły (1976), Fistka & Rippel (1996). W 2018 roku zostanie rozpoczęte wiercenie otworu za wodą termalną o głębokości 2500 m w Łądku Zdroju. W rejonie Bolesławowa, w dolinach Kamienicy i Morawki, prowadzono prace poszukiwawcze w celu rozpoznania wód termalnych (Ciężkowski & Płochniewski, 1983; Farbisz i in., 2009).

Na obszarze Polanica Zdrój – Duszniki Zdrój i Kudowa Zdrój badania występowania wód termalnych prowadził J. Fistek. Zostały one zakończone zostały dokumentacją hydrogeologiczną badań termometrycznych, geofizycznych i hydrogeologicznych dla zlokalizowania głębokich otworów geotermalnych Duszniki GT-1 i Jeleniów GT-1 (Fistek &

Borowiec, 1993). Efektem tych prac było wykonanie otworów ujmujących wody termalne w Polanicy i Dusznikach Zdroju.

Na obszarze Sudetów Wschodnich (subregion: blok przedsudecki) występuje, z kolei szczawa termalna o temperaturze 31,4 °C nawiercona w miejscowości Grabin (Hordejuk & Płochniewski, 1986). Badania związane z możliwością występowania wód termalnych Nysie prowadzone też były niedawno przez Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN w Krakowie wraz z Przedsiębiorstwem Badań Geofizycznych w Warszawie (Bujakowski 2010).

Literatura

Aleksandrowski P. (oprac.) 2017 – Mapa geologiczna Sudetów. W: Nawrocki J. & Becker A. (red.) *Atlas geologiczny Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 34.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000 — The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? *Transactions of the Royal Society, Edinburgh, Earth Sciences* (1999), 90: 127-146.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002 — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: Winchester, J., Pharaoh T. & Verniers J. (eds), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, Geological Society, London, Special Publications, 201: 237-277.

Badura J., Przybylski B., 2000 - Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Archiwum OD PIG-PIB.

Badura J., Przybylski B. & Zuchiewicz W., 2004 – Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 3 (135): 7-29. Prague.

Barbacki A., Bujakowski W., Pająk L., 2005 — Możliwość pozyskania i zagospodarowania wód termalnych w rejonie Nysy. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój* nr 6/2005, Kraków.

Bujakowski W., 2010 - Ocena warunków geotermalnych na podstawie badań geofizycznych – magnetotellurycznych oraz termiki podłoża w wyznaczonym rejonie na terenie miasta Nysa.

Carvalho J.M., 1996 – Mineral water exploration and exploitation at the Portuguese Hercynian Massif, *Environmental Geology* 27: 252-258.

H.I., Carvalho J.M., Afonso M.J., Teixeira J., Freitas L., 2013 - On a dialogue between hard-rock aquifer mapping and hydrogeological conceptual models: insights into groundwater exploration. *European Geologist Journal*, 35: 26-31.

Chaminé H.I., Carvalho J.M., Afonso M.J., Teixeira J., Freitas L., 2013 - On a dialogue between hard-rock aquifer mapping and hydrogeological conceptual models: insights into groundwater exploration. *European Geologist Journal*, 35: 26-31.

Ciężkowski W., Płochniewski Z., 1983 - Poszukiwanie wód termalnych w rejonie Bolesławowa w masywie Śnieżnika. W: II Symp.: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, Łądek-Zdrój, 13-16.10.1982. Wyd. Uniw. Wrocław.

Ciężkowski W., 1990 - Studium hydrogeochemi wód leczniczych Sudetów polskich Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Pol. Wrocław. 60, Monografie 19.

Cwojdzński S. & Żelaźniewicz A., 1995 – Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. W: 66 Zjazd Pol. Tow. Geol. „Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego – 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku” Przewodnik, *ASGP – Special Volume*: 19-35.

Dowgiałło J., 1976 – Wody termalne Sudetów, *Acta Geologica Polonica*, 26 (4): 617-640.

Dowgiałło J., 2001 – Sudecki region geotermiczny (SRG) – określenie, podział, perspektywy poszukiwawcze. *Współczesne problemy hydrogeologii*, 10 (1): 301-308, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.

Dowgiałło J., 2002 – The Sudetic geothermal region of Poland, *Geothermics*, 31: 343-359.

Dowgiałło J., Fistek J., 1998 - Dokumentacja hydrogeologiczna pogłębionego otworu C-1 w Jeleniej Górze – Cieplicach. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa

Dowgiałło J., Fistek J., 2007 – 6. Prowincja sudecka. W: Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007 – *Hydrogeologia regionalna Polski. T II. Wody mineralne, lecznicze, termalne oraz kopalniane*: 57-77. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Farbisz J., Grzegorzczak K., Ciężkowski W., 2009 – Projekt prac geologicznych na ujęcie wód termalnych z utworów proterozoicznych na działce nr 34 w obrębie Bolesławów. Arch. BIOSKALA Wrocław, (Inwestor prywatny - niepublikowany).

Fistek J., Borowiec A., 1993.- Dokumentacja hydrogeologiczna badań termometrycznych, geofizycznych i hydrogeologicznych dla zlokalizowania głębokich otworów geotermalnych Duszniki GT-1 i Jeleniów GT-1

Fistek J., 1995. Wody termalne Uzdrowisk Dolnośląskich szansą poprawy ochrony środowiska i rozwoju lecznictwa uzdrowiskowego *Balneologia Polska* T. XXXVII zeszyt 1.

Fistek J., Fistek A., 2002 – Geotermia Dolnego Śląska – zasoby, wykorzystanie, koszty inwestycyjne. W: *Wykorzystanie odnawialnych źródeł energii na przykładzie Dolnego Śląska*: 41-49, Materiały konferencyjne Polskiego Klubu Ekologicznego, Okręg Dolnośląski, Wrocław.

Fistek A., Rippel J., 1996. Problematyka poszukiwań nowych wystąpień wód termalnych na obszarze województwa wałbrzyskiego. *Górnictwo Odkrywkowe*, t. XXXVIII, nr 6.

Franke W. & Żelaźniewicz A., 2000 —The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. W: Franke W., Haak V., Oncken., Tanner D. (Eds.), *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt*, Geological Society Special Publication, 179: 63-86.

Grzegorzczak K., Farbisz J., 2007 – Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze bloku karkonosko-izerskiego na podstawie kompleksowych badań geofizycznych i pogłębionej analizy danych geologicznych. PBG Warszawa oraz PG Proxima S.A., Wrocław.

Hordejuk T., Płochniewski Z., 1986 - Warunki występowania i zasoby szczaw termalnych w Grabinie k. Niemodlina. *Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej*, 49, Konferencje, 21: 75-79.

Kiersnowski, H., 1995 - Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. W: 66 Zjazd Pol. Tow. Geol. „*Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego – 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku*” Materiały Sesji, ASGP – *Special Volume*: 19-35.

Liber-Makowska E., Łukaczyński I., 2016 – Charakterystyka nowo rozpoznanego złoża wód termalnych w Karpnikach na tle warunków geotermicznych Kotliny Jeleniogórskiej. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój* nr 2/2016.

Krawczyk J., Aleksandrowski P., Chowaniec J., Skrzypczyk L., Farbisz J., Grzegorzczak K., Biel A., 2011 - Projekt prac geologicznych dla określenia perspektywicznych rejonów i stref występowania wód termalnych na obszarze Sudetów Środkowych i Wschodnich wraz z blokiem przedsudeckim. Państwowy Instytut Geologiczny PIB, Oddział Dolnośląski, Państwowa Służba Hydrogeologiczna, Wrocław.

Kowalski S., 1992. Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne XXV, Acta Universitatis Wratislaviensis*, Wrocław.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006 — The Variscan Orogen in Poland, *Geological Quarterly* 50: 89-118. Warszawa.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007a — Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. W: A. Kozłowski & J. Wiszniewska (eds), *Granitoids in Poland, AM (Archivum Mineralogiae) Monograph No. 1*. Komitet Nauk Mineralogicznych PAN & Wydział Geologii UW: 59-87.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2007b — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiego piętra strukturalnego Sudetów (). W: August Cz. & Ćwiąkański J. (Eds) *Dolny Śląsk jako zaplecze surowcowe do budowy autostrad*. Materiały sesji naukowej z okazji 16 Zjazdu Stowarzyszenia Geologów Wychowanków Uniwersytetu Wrocławskiego, ING UW. 22.09.2007, Wrocław: 19-37.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010 - Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów (Outline structure and tectonic evolution of the Variscan Sudetes). *Przegląd Geologiczny* **58**, 133-145.

Oberc J., 1972 — *Budowa geologiczna Polski*, T. 4, *Tektonika*. Cz. 2, *Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007 – *Hydrogeologia regionalna Polski. T II. Wody mineralne, lecznicze, termalne oraz kopalniane*: 204 ss., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Stefaniuk M., Wojdyła M., Figuła J., 2010 — Ocena warunków geotermalnych na podstawie badań geofizycznych – magnetotellurycznych oraz termiki podłoża w wyznaczonym rejonie badań na terenie miasta Nysa. Archiwum IGSMiE PAN, Kraków.

Stupnicka E., 1989 — *Geologia regionalna Polski*. Wyd. Geol. Warszawa.

Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J., 1957 — *Geologia regionalna Polski*. T. 3. *Sudety*. Z. 1. *Utwory przedtrzciorzędowe*. Pol. Tow. Geol. Kraków.

Whitehead N.E., 1984. Geothermal prospecting by ground radon measurements. *J. Volcanology and Geothermal Research*, 20: 213-229.

Wojewoda J., 2007 – Neotectonic aspects of the Intrasedimentary shear zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 4 (148): 31-41. Prague.

Zuchiewicz W., 2008 – Aktywność neotektoniczna na obszarze Polski. W: Jarosiński M. [red.] *Badania geodynamiki współczesnych poziomych ruchów skorupy ziemskiej w Polsce*. Opracowanie na zam. Ministra Środowiska, finansowane przez NFOŚiGW. PIG-PIB i Wydział Geodezji i Kartografii Politechniki Warszawskiej, Warszawa: 6.1-6.35.

Żelaźniewicz A., 1997 — The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.*, 134: 691-702.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008 - Regionalizacja tektoniczna Polski: Polska południowo-zachodnia. *Przegląd Geologiczny* 56: 904-911.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 - *Regionalizacja Geologiczna Polski*. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław, 60 s.

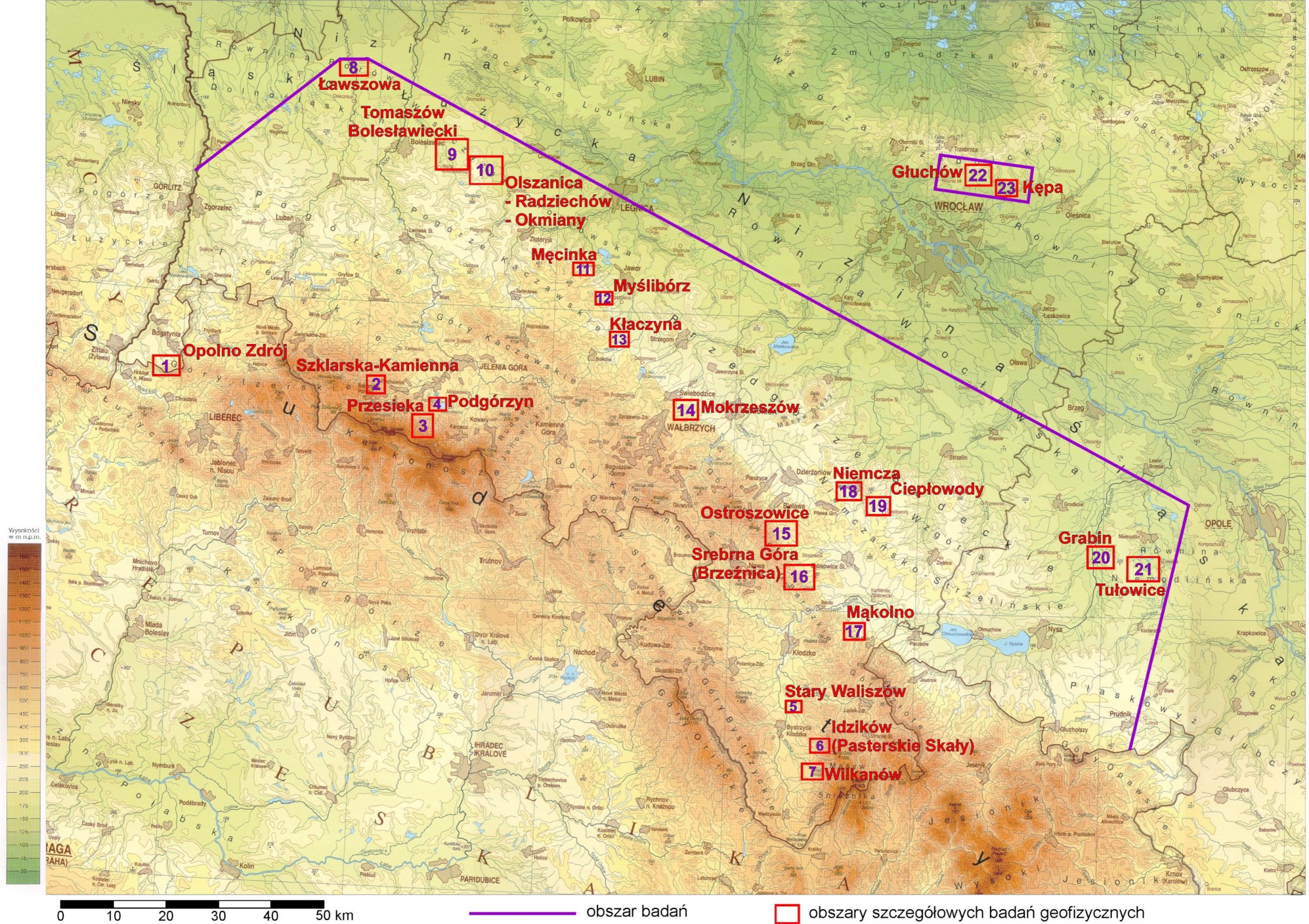


Fig. 1.2.1. Obszar i rejony badań na mapie hipsometrycznej Śląska Dolnego i Opolskiego (Janina Pawlak, 2001).